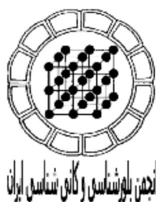
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۷، از صفحهٔ ۴۳۷ تا ۴۵۴



سنگ‌نگاری و شیمی کانی گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک

محمود احمدی، مرتضی شریفی*، قدرت ترابی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۶/۳/۱۳، نسخه نهایی: ۹۶/۸/۱)

چکیده: افیولیت انارک به سن دیرینه زیستی با روند شرقی - غربی در شمال شهر انارک واقع است. علاوه بر گابروهای موجود در توالی افیولیتی انارک، توده‌هایی از گابروهای دگرنهاد شده به شکل استوک و دایک درون افیولیت انارک نفوذ کرده‌اند. گابروهای دگرنهاد شده جوانتر از افیولیت انارک و قدیمی‌تر از مجموعه دگرگونی انارک بوده و دربردارنده کانی‌های دیوپسید و اوژیت، هورنبلند اکتبنولیتی، اکتینولیت، ترمولیت، فلوگوپیت، آلبیت و الیگوکلاز، پیکنوکلریت و پنینیت، اپیدوت، گارنت، اسفن، آپاتیت، پرهنیت، کلسیت و کانی‌های کدر هستند. نفوذ آب دریا تا پوسته زیرین و گوشته بالایی باعث دگرنهادی دمای بالای گابروها شده است. ناهنجاری مثبت Pb و ناهنجاری منفی Ti, Nb, Ta در شیمی سنگ کل و کلینوپیروکسن و آمفیبول نشانگر محیط زمین‌ساختی قوس آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش است. دمای تبلور دیوپسید ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰، فلوگوپیت ۷۵۰، هورنبلند اکتینولیتی، ۶۰۰، کلریت ۳۶۰-۵۴۰ و اکتینولیت ۴۵۰ درجه سانتیگراد است.

واژه‌های کلیدی: *شیمی کانی؛ شیمی سنگ کل؛ گابرو؛ دگرنهادی؛ افیولیت؛ انارک.*

مقدمه

پس از کشف دودکش‌های سیاه در مراکز گسترش پوسته اقیانوسی در اواخر دهه هفتاد [۱]، چرخه گرمابی آب دریا به عنوان یک سازوکار مهم در تبادلات گرمایی و شیمیائی معرفی شد [۲]. اوایل باور بر این بود که چرخه گرمابی بر کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی پوسته اقیانوسی بالایی فقط تا قاعده دایک-های صفحه‌ای اثر دارد، اما با مشاهده دگرسانی گرمابی در توده‌های گابروئی مشخص شد که چرخه گرمابی تا اعماق بیشتری می‌تواند نفوذ کند، اگرچه با افزایش عمق از شدت فرایندهای گرمابی کاسته می‌شود [۳]. چرخه سیال‌های گرمابی طی فرآیند فرورانش نقش مهمی در تبادلات شیمیائی و ایجاد ویژگی‌های کمان ماگمائی در سنگ‌کره اقیانوسی دارد [۴]. امروزه شواهد زیادی از نفوذ آب دریا به پائین‌ترین بخش پوسته و حتی بالاترین بخش گوشته افیولیت عمان که بخشی از یک سنگ‌کره اقیانوسی قدیمی است، گزارش شده است [۶،۵]. چنین شواهدی نتیجه فعالیت فرآیندهای گرمابی دمای بالا در مکان‌های فاقد فازهای آبدار است [۷].

از فراورده‌های احتمالی فرایندهای گرمابی در مکان‌های نام‌برده می‌توان به دیوپسیدیت و رودینگیت اشاره کرد. دیوپسیدیت‌ها که فراورده احتمالی فعالیت گرمابی هستند، از مقطع گوشته‌ای (دیوپسیدیت‌های گوشته‌ای) و مقطع پوسته‌ای (دیوپسیدیت‌های پوسته‌ای) منطقه فیض در شمال افیولیت عمان گزارش شده‌اند [۵-۸]. بر اساس داده‌های ایزوتوپ پتاسیم و استرانسیم، گابروهای افیولیت عمان را متاثر از دگرنهادی دمای بالا با آب اقیانوس می‌دانند [۱۰،۹].

رودینگیت‌ها نیز سنگ‌های غنی از کلسیم و فقیر از عناصر قلیایی و زیر اشباع از سیلیس هستند که کانی‌های موجود در آنها عبارتند از هیدروگارنت، ترمولیت-اکتینولیت، دیوپسید، پرهنیت، ایدوکراز، اسفن، اپیدوت، کلریت، کلسیت و زنوتلیت [۹]. سیال‌های قلیایی شامل یون‌های Ca^{2+} آزاد شده از فرایند

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۰۱۹۳۵۱، نمابر: ۰۳۱۳۷۹۳۲۱۵۲، پست الکترونیکی: m.sharifi@sci.ui.ac.ir

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]

سرپانتینیتی‌شدن منبع تامین Ca برای رودینگیتی‌شدن هستند [۱۱]. برخی از پژوهشگران معتقدند که این کلسیم از محلول‌های گرمابی غنی از Ca و یا از زهکشی گابروها بدست می‌آید [۱۲،۱۳].

نخستین بررسی‌های زمین‌شناسی بر منطقه انارک توسط استال در سال‌های ۱۸۹۷ و ۱۹۱۱ میلادی انجام شد [۱۴،۱۵]. داوودزاده و همکاران [۱۶] افیولیت انارک را باقیمانده پالئوتتیس و جایگاه اصلی آن را افغانستان (هرات) می‌دانند که به دلیل چرخش ایران مرکزی به این محل منتقل شده است. برخی [۱۷] سن افیولیت انارک را نامعلوم عنوان کرده‌اند و برخی [۱۸] این افیولیت را جزء افیولیت‌های دیرینه زیستی ایران محسوب نموده‌اند. باقری [۱۹] زمین‌شناسی و سنگ-شناسی افیولیت انارک را بررسی کرده است. الماسیان [۲۰] این افیولیت را نابرجا و قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه می‌داند. ترابی [۲۱] ضمن بررسی تفاوت‌های کانی‌شناسی، شیمیائی و دگرگونی‌های گوشته افیولیت‌های انارک و عشین، مجموعه‌های سنگی افیولیت انارک را شامل بر پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، سنگ‌های انباشتی، گابرو، گدازه‌های بالشی، دایک‌های مافیک و فرامافیک، رودینگیت و لیستونیت می‌داند. در این افیولیت تا کنون کانسار کرومیت دیده نشده است. کانی‌شناسی مرمرهای برآمده از دگرگونی لیستونیت‌ها در افیولیت انارک نیز بررسی شده است [۲۲].

باقری و همکارش [۲۳] افیولیت‌های موجود در بخش غربی خرده قاره شرق - ایران مرکزی را به دیرینه زیستی پسین تا میانه زیستی پیشین نسبت داده‌اند. ترونجمیت‌های پساافیولیتی مربوط به اواخر پرمین به عنوان شاهدی بر فرورانش دیرینه-زیستی در نظر گرفته شده است [۲۴]. [۲۵] افیولیت انارک را قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه معرفی نموده که در زیر مجموعه دگرگونی شمال انارک قرار گرفته است. علاوه بر گابروهای توالی افیولیتی انارک توده‌های گابرویی دیگری نیز وجود دارد که به درون افیولیت انارک نفوذ نموده‌اند [۲۵].

در افیولیت انارک دایک‌ها و استوک‌هایی از گابروهای دگرنهاد شده دیده می‌شود که موضوع بحث این مقاله ماهیت گابروها و دگرنهادی آن‌ها است.

روش بررسی

از گابروهای دگرنهاد متاسوماتیز شده افیولیت انارک، تعداد ۴۵ نمونه برداشت و پس از تهیه مقاطع نازک، سنگ‌نگاری شدند. نمونه‌های مناسب جهت انجام تجزیه‌های نقطه‌ای انتخاب و از آنها مقطع نازک صیقلی تهیه و کانی‌های آنها با استفاده از دستگاه ریزپردازشگر الکترونی JEOL مدل JXA-8800 (WDS) با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵کیلوولت و جریان ۱۵ نانوآمپر در علوم زمین دانشگاه کانازاوای ژاپن تجزیه شدند. بررسی عناصر نادر کانی‌های موجود در گابروهای دگرنهاد شده انارک توسط دستگاه طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی لیزری (LA-ICP-MS) و Agilent 7500Sa با لیزر ArF (λ=193nm) در مرکز علوم زمین دانشگاه کانازاوای ژاپن انجام شد [۲۶،۲۷].

تجزیه‌های سنگ کل، با استفاده از روش فعال‌سازی نوترونی (NAA) در سازمان انرژی اتمی اصفهان انجام گرفت. به منظور محاسبه فرمول ساختاری از روش ارائه شده در مرجع [۲۸] برای تفکیک آهن (II) و (III) کانی‌ها استفاده شد. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۹] است.

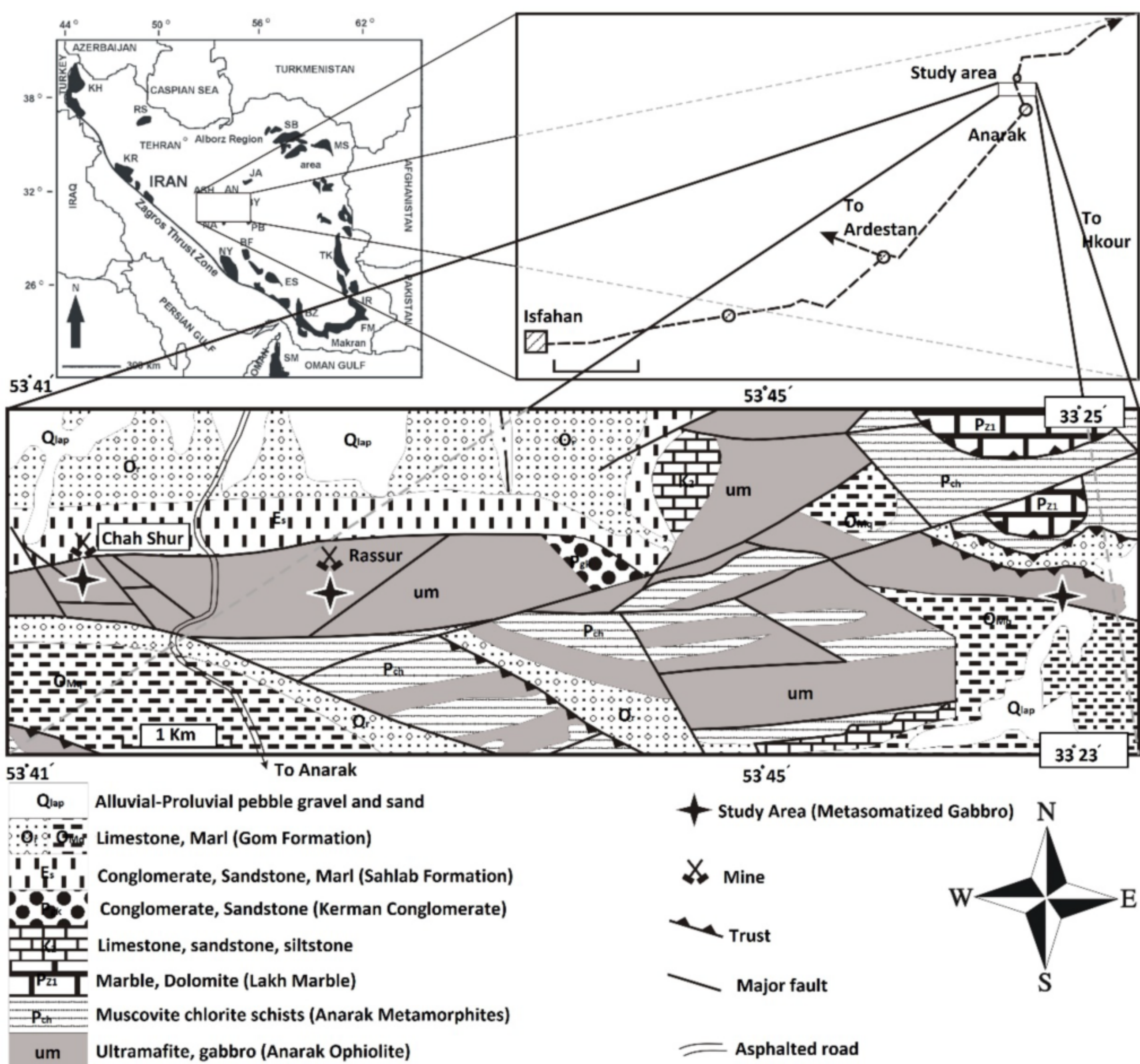
زمین شناسی

منطقه انارک در بخش غربی ایران مرکزی، بین گسل‌های درونه و ترکمنی-اوردیب واقع است. راستای کلی ساختارهای زمین-شناسی این منطقه شمال غرب-جنوب شرق است، اما افیولیت انارک که در ۱۸ کیلومتری شمال شهر انارک قرار دارد، تقریباً دارای روند شرقی-غربی است. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه مجموعه افیولیتی انارک و جدیدترین آنها آبرفت‌های عهد حاضر هستند. سنگ‌های تشکیل‌دهنده افیولیت انارک شامل پریدوتیت‌ها و پریدوتیت‌های سرپانتینی‌شده گوشته، پریدوتیت‌ها و دایک‌های پهنه انتقالی، سنگ‌های انباشتی، گابرو، دایک‌های بازی و فرابازی، پیروکسنیت‌ها، گدازه‌های بالشی و توده‌های گلوکوفان‌دار، رودینگیت‌ها، لیستونیت‌ها و مرمر است [۲۵]. علاوه بر گابروهای موجود در توالی افیولیتی [۲۵]، درون افیولیت انارک توده‌های گابرویی دگرنهاد شده به شکل استوک و دایک وجود دارد که در این پژوهش بررسی می‌شوند. در شکل ۱ موقعیت جغرافیائی منطقه انارک، نقشه زمین‌شناسی شمال انارک و محل گابروهای دگرنهاد شده دیده می‌شود [۳۰].

رخنمون گابروهای دگرنهاد شده که درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت انارک نفوذ نموده‌اند را می‌توان در جنوب معدن نیکل چاه شور، جنوب معدن چندفلزی (مالاکیت،

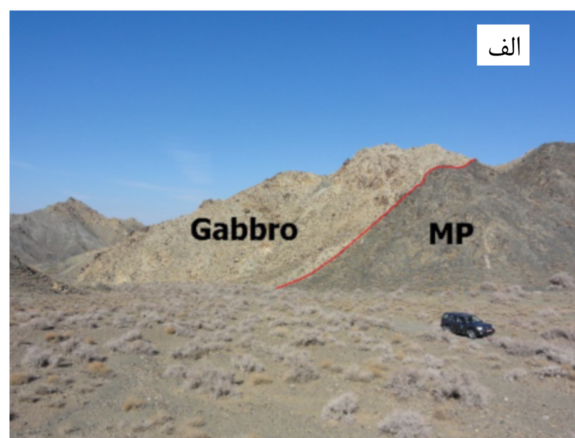
[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]

کالکوپیریت، کالکوزین، بورنیت، مس طبیعی و هیدروکسیدهای آهن) راسور و جنوب کوه چاه گربه مشاهده کرد (شکل ۱). این توده‌های گابروئی دچار دگرگونی (کناره‌های توده دارای برگوارگی هستند) و دگرنهادی شده‌اند، دارای رنگ روشن‌تر از پریدوتیت‌های گوشته‌ای بوده و به همین دلیل به راحتی از سایر سنگ‌های مجموعه افیولیتی قابل تشخیص هستند (شکل ۲ الف). ساختار این سنگ‌ها توده‌ای و متراکم بوده و درشت بلورهای کلینوپیروکسن از اطراف در حال تبدیل به کانی‌های ثانویه هستند (شکل ۲ ب) و در مرز با پریدوتیت‌های گوشته‌ای دارای برگوارگی هستند (شکل ۲ پ). خمیدگی درشت بلورها (دیوپسید) در مقاطع میکروسکوپی شاهدی بر وجود فشارهای مکانیکی است (شکل ۲ ت). با توجه به نفوذ این گابروهای دگرنهاد شده به درون افیولیت انارک و مشاهده الیستولیت‌های این واحد سنگی در بخش‌های پایینی شیست‌های سبرز [۲۵]، سن این توده‌ها جوانتر از افیولیت انارک و قدیمی‌تر از مجموعه دگرگونه انارک (شیست‌های سبرز) است.



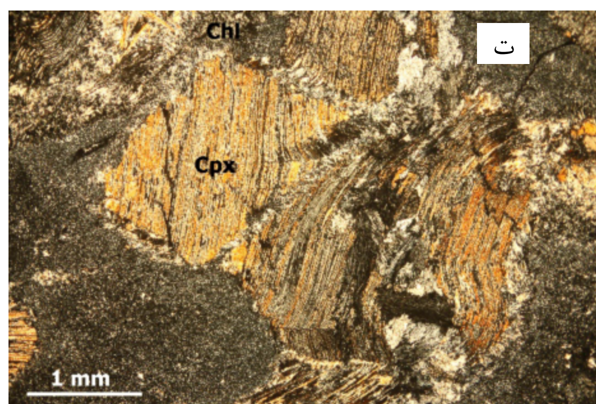
شکل ۱ موقعیت جغرافیائی و نقشه زمین‌شناسی شمال انارک [۱۷].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]









شکل ۲ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی گابروهای دگرنهاد شده انارک الف) توده جنوب معدن راسور که از مجموعه افیولیتی انـارک (پریـدوتیت-های گوشته‌ای سرپانتینی شده=MP) متمایز است. ب) نمونه دستی از گابروهای دگرنهاد شده. درشت بلورهای کلینوپیروکسن که در حـال تبـدیل به کانی‌های ثانویه هستند. پ) برگوارگی در مرز توده‌ها با سنگ میزبان ت) خمیدگی بلورهای دیوپسید (Di) در اثر فشارهای مکانیکی در مـرز بـا سنگ میزبان.

سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

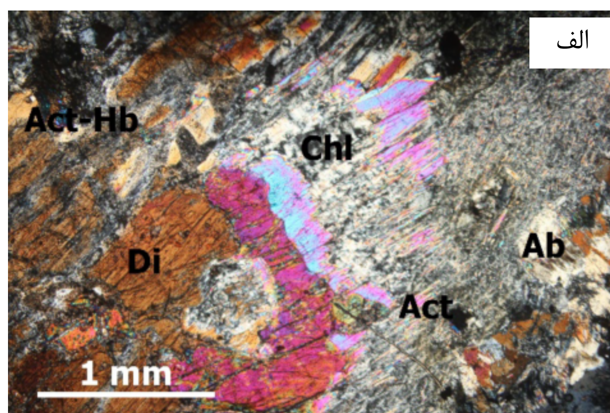
بافت اصلی این گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک دانه‌ای است. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و تجزیه نقطه‌ای، کانی-های سازنده این سنگ‌ها کلینوپیروکسن (دیوپسید و اوژیت)، آمفیبول (هورنبلند اکتینولیتی، اکتینولیت و ترمولیت)، بیوتیت (فلوگوپیت)، پلاژیوکلاز (آلبیت و الیگوکلاز)، کلریت (پیکنوکلریت و پنینیت)، اپیدوت، گارنت، اسفن، آپاتیت، پرهنیت، کلسیت و کانی‌های کدر هستند (شکل ۳).

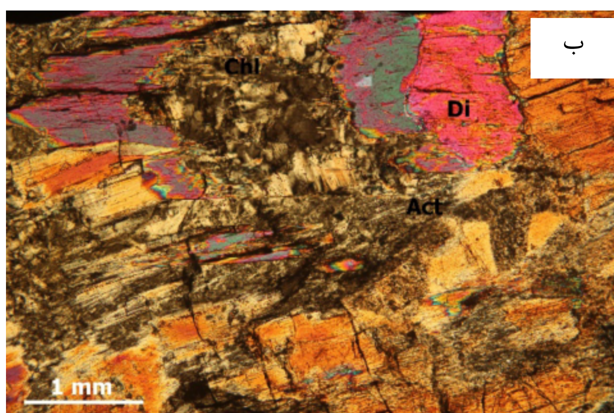
کلینوپیروکسن‌ها در مقطع نازک نیمه‌شکل‌دار بوده، برجستگی و دوشکستی بالا (سری ۲) دارند. مقدار SiO_2, MgO, CaO در کناره کلینوپیروکسن‌ها نسبت به مرکز افزایش یافته و مقدار TiO_2 و Al_2O_3 کاهش یافته است (جدول ۱). میانگین Al_2O_3 کلینوپیروکسن‌ها ۴/۵ درصد وزنی، میانگین Cr_2O_3 حدود ۰/۲۲ درصد وزنی، میانگین TiO_2 حدود ۱/۲۱ درصد وزنی و Mg#=0.903، Fe#=0.097، Cr#=0.044 است. کلینوپیروکسن این سنگ‌ها بر اساس نمودار تفکیک کلینوپیروکسن‌ها [۳۰] از نوع دیوپسید و اوژیت است (شکل‌های ۴ الف و ب). نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک در جدول ۲ ارائه شده است. آمفیبول‌ها از نوع کلسیمی بوده و در نمودار تعیین نوع آمفیبول [۳۱] (شکل ۴ پ) بیشتر از نوع اکتینولیت (Mg# 0.82) و هورنبلند اکتینولیتی (Mg# 0.66) و ترمولیت هستند (جدول ۳). اکتینولیت سوزنی شکل بوده و در اطراف پیروکسن‌ها دیده می‌شود. هورنبلند اکتینولیتی

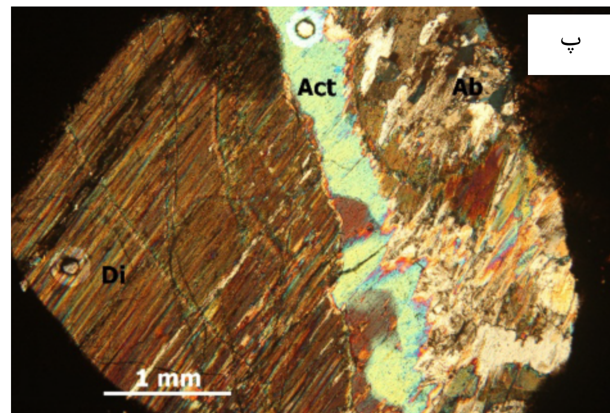
[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]

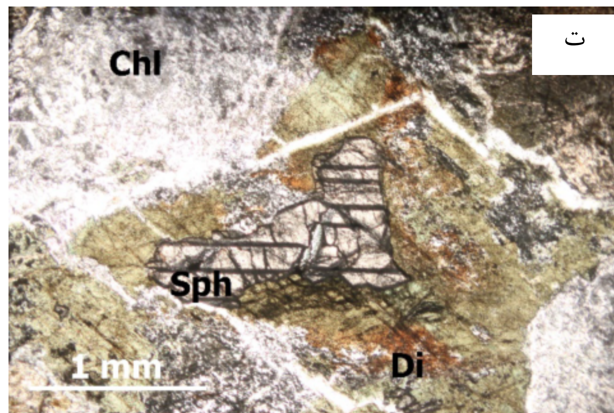
شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده، دارای رخ آمفیبولی، چندرنگی، برجستگی متوسط تا بالا و دوشکستی تا اواسط سری ۲ است (شکل ۴ب).

در نمودار تعیین نوع بیوتیت [۳۲] بیوتیت‌ها از نوع فلوگوپیت بوده (شکل ۴ ت) و در مقطع نازک شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. رنگ قهوه‌ای، خاموشی مستقیم و چندرنگی شدید از ویژگی‌های این بیوتیت‌هاست. نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌ها در جدول ۴ آورده شده است. ترکیب پلاژیوکلازها آلبیت (An%=1) تا الیگوکلاز (An%=11) است (شکل ۴ ث و جدول ۴) و اغلب آمفیبول‌های سوزنی را در بر گرفته‌اند [۳۳]. کلریت‌ها بر اساس نمودار مرجع [۳۵] پیکنوکلریت (Mg# 0.9) و پنینیت (Mg# 0.75) هستند (شکل ۴ ج) [۳۴].







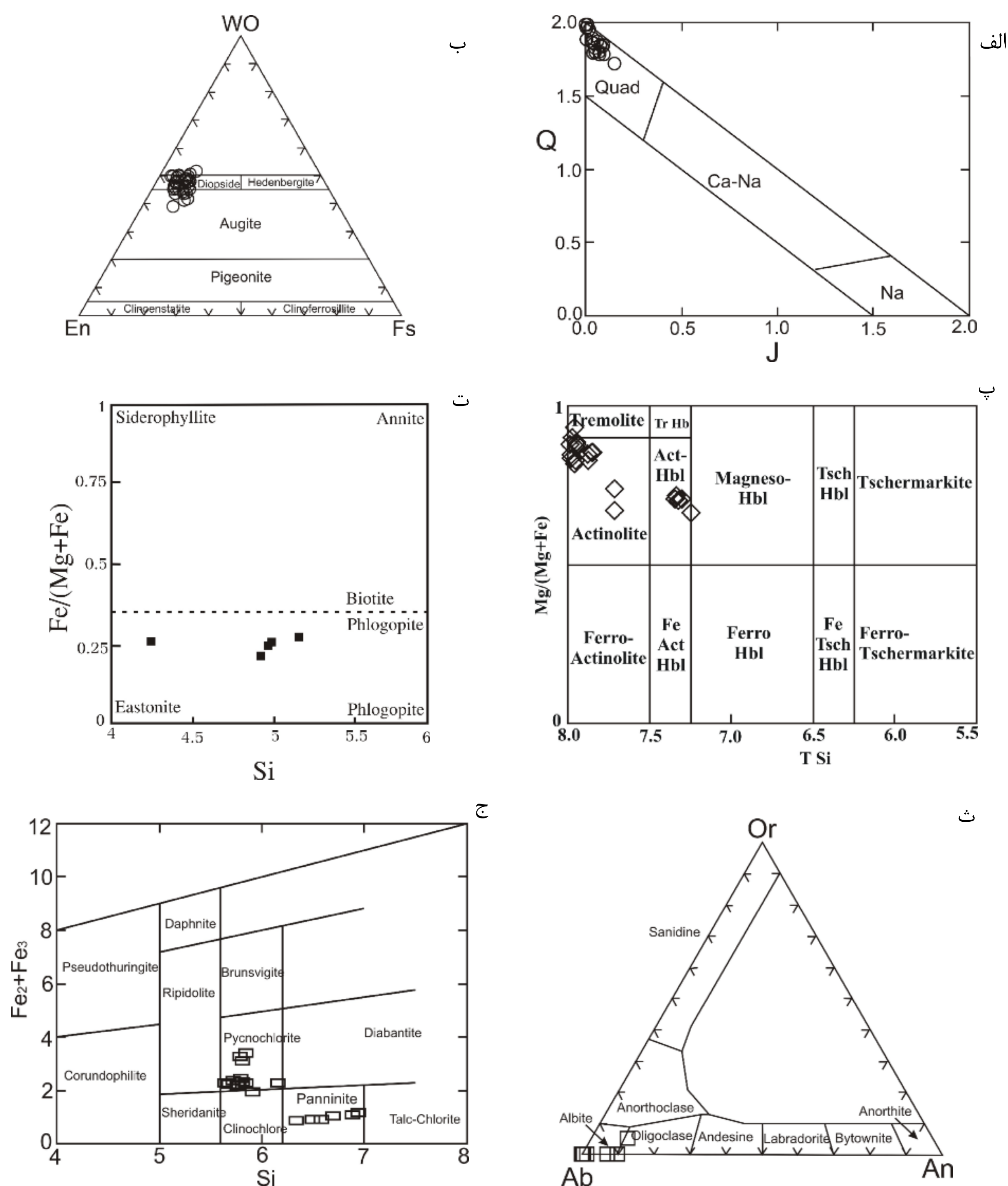


شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک. الف) مجموعه‌ای از کانی‌های دیوپسید، آلبیت، اکتینولیت، کلریت و هورنبلند اکتینولیتی. ب) گابروی دگرنهاد شده شامل دیوپسید، اکتینولیت و کلریت. پ) دیوپسید در اثر دگرنهادی از کناره به اکتینولیت تبدیل شده است. ت) تشکیل اسفن و کلریت به عنوان کانی‌های برآمده از دگرنهادی (دیوپسید=Di، آلبیت=Ab، کلریت=Chl، اکتینولیت=Act، هورنبلند اکتینولیتی=Act-Hb، اسفن=Sph)

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای از مرکز و کناره یک دیوپسید در حال تبدیل به کلریت

	نام کانی	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Total
۳۰۶	دیوپسید	۵۰٫۳۰۷	۱٫۴۷۸	۵٫۸۸۳	۰٫۴۱۸	۴٫۵۹۷	۰٫۰۹۴	۱۵٫۹۰۲	۱۹٫۸۸۹	۱٫۰۴۶	۰٫۰۵۱	۰٫۰۲۸	۹۹٫۶۹۳
۳۰۷	دیوپسید	۵۲٫۴۴۸	۰٫۷۰۹	۳٫۸۹۸	۰٫۲۷۰	۴٫۰۵۱	۰٫۰۹۰	۱۶٫۴۱۶	۲۱٫۳۶۸	۰٫۶۱۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۴۱	۹۹٫۹۴۷
۳۰۸	پیکنوکلریت	۳۰٫۲۰۲	۰٫۰۰۰	۱۹٫۵۳۲	۰٫۰۰۰	۱۱٫۹۵۵	۰٫۱۰۰	۲۵٫۴۲۰	۰٫۰۳۱	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۷۳	۸۷٫۳۲۸

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]



شکل ۴ نمودارهای تعیین نوع کانی‌ها الف) نمودار Q-J جهت تعیین ماهیت کلینوپیروکسن‌ها که براساس آن کلینوپیروکسن‌های گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک در گستره آهن-منیزیم-کلسیم (Quad) قرار می‌گیرند. ب) بر اساس نمودار تعیین نوع کلینوپیروکسن‌ها [۳۰]، کلینوپیروکسن‌ها بیشتر در گستره دیوپسید و برخی در گستره اوژیت قرار می‌گیرند. پ) بر اساس نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها [۳۱]، آمفیبول‌های منطقه بیشتر از نوع اکتینولیت، تعدادی اکتینولیت-هورنبلند و یک نمونه ترمولیت هستند. ت) نمودار تعیین نوع بیوتیت [۳۲] که براساس آن بیوتیت‌های منطقه از نوع فلوگوپیت هستند. ث) بر اساس نمودار رده‌بندی پلاژیوکلازها [۳۳]، پلاژیوکلازهای منطقه مورد بررسی در گستره آلبیت تا الیگوکلاز قرار می‌گیرند. ج) بر اساس نمودار رده‌بندی کلریت‌ها [۳۴] کلریت‌های منطقه از نوع پیکنوکلریت و پنینیت هستند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک.

نمونه	۳۸	۴۴	۴۵	۵۲	۵۴	۶۲	۱۳۳-۱	۱۳۳-۳	۱۳۳-۴	۱۳۳-۵	۱۳۳-۷
کانی	دیوپسید	اوژیت	دیوپسید	دیوپسید	اوژیت	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید
SiO_2	۵۰٫۹۲۹	۴۹٫۷۶۳	۴۸٫۹۸۱	۵۰٫۰۴۹	۴۹٫۹۳۵	۴۹٫۵۷۰	۵۰٫۸۵۱	۵۰٫۶۱۹	۵۰٫۷۷۷	۵۰٫۳۵۳	۵۰٫۷۰۱
TiO_2	۰٫۸۵۵	۱٫۵۵۳	۱٫۶۴۶	۱٫۰۸۲	۱٫۰۴۰	۱٫۵۷۲	۰٫۸۸۵	۱٫۲۵۴	۱٫۲۷۵	۱٫۲۵۹	۱٫۲۰۲
Al_2O_3	۳٫۹۴۰	۵٫۰۶۷	۵٫۱۸۸	۴٫۸۹۸	۴٫۴۸۳	۵٫۰۵۴	۳٫۶۰۲	۴٫۰۴۳	۴٫۱۴۵	۴٫۱۷۵	۳٫۷۸۴
Cr_2O_3	۰٫۱۸۸	۰٫۲۴۱	۰٫۲۲۴	۰٫۴۷۵	۰٫۷۳۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۹۷	۰٫۱۴۵	۰٫۱۴۴	۰٫۱۴۳	۰٫۰۸۶
FeO*	۵٫۲۶۴	۷٫۴۱۱	۵٫۹۸۷	۶٫۱۴۴	۷٫۲۷۵	۶٫۷۴۷	۵٫۴۵۲	۵٫۹۷۲	۵٫۸۲۴	۵٫۷۷۷	۵٫۵۳
MnO	۰٫۱۲۶	۰٫۱۷۷	۰٫۱۴۰	۰٫۱۲۴	۰٫۱۳۱	۰٫۱۵۰	۰٫۰۹۳	۰٫۱۲۹	۰٫۱۵۳	۰٫۱۰۰	۰٫۱۳۴
MgO	۱۵٫۳۴۵	۱۵٫۳۹۸	۱۴٫۰۸۹	۱۴٫۷۵۵	۱۶٫۴۱۴	۱۴٫۷۳۴	۱۴٫۲۶۶	۱۴٫۶۹۰	۱۴٫۴۳۸	۱۴٫۶۴۵	۱۴٫۴۵۱
CaO	۲۲٫۷۱۶	۱۹٫۶۰۷	۲۲٫۸۲۹	۲۱٫۰۹۷	۲۰٫۰۴۷	۲۱٫۵۶۴	۲۳٫۹۸۱	۲۲٫۷۲۵	۲۳٫۰۱۹	۲۳٫۲۳۴	۲۳٫۵۴۲
Na_2O	۰٫۴۳۴	۰٫۵۰۱	۰٫۴۸۰	۰٫۴۳۸	۰٫۳۶۸	۰٫۴۸۶	۰٫۳۷۴	۰٫۳۹۸	۰٫۳۶۵	۰٫۴۲۹	۰٫۵۱
K_2O	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۳
NiO	۰٫۰۳۴	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۳۵	۰٫۰۲۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۷	۰٫۰۱۳
Total	۹۹٫۸۳۱	۹۹٫۷۱۹	۹۹٫۵۷۶	۹۹٫۰۹۹	۱۰۰٫۴۶۸	۹۹٫۸۷۷	۹۹٫۶۲۱	۱۰۰٫۰۰۹	۱۰۰٫۱۷۶	۱۰۰٫۱۵۶	۹۹٫۹۶۵
محاسبه فرمول ساختمانی بر اساس ۶ اتم اکسیژن											
Si	۱٫۸۷۰	۱٫۸۳۷	۱٫۸۱۴	۱٫۸۵۸	۱٫۸۲۵	۱٫۸۲۸	۱٫۸۸۰	۱٫۸۶۵	۱٫۸۶۹	۱٫۸۵۰	۱٫۸۶۷
Ti	۰٫۰۲۴	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۶	۰٫۰۳۰	۰٫۰۲۹	۰٫۰۴۴	۰٫۰۲۵	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۳
Al	۰٫۱۷۰	۰٫۲۱۰	۰٫۱۹۰	۰٫۲۱۴	۰٫۱۹۳	۰٫۲۱۹	۰٫۱۵۷	۰٫۱۷۵	۰٫۱۸۰	۰٫۱۸۱	۰٫۱۶۴
Cr	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳
Fe^{2+}	۰٫۰۹۴	۰٫۱۸۱	۰٫۱۰۳	۰٫۱۶۵	۰٫۱۱۷	۰٫۰۳۶	۰٫۱۰۱	۰٫۰۷۰	۰٫۱۴۶	۰٫۱۰۲	۰٫۱۰۰
Fe^{3+}	۰٫۰۶۸	۰٫۰۴۸	۰٫۰۸۲	۰٫۰۲۶	۰٫۱۰۵	۰٫۰۷۲	۰٫۰۵۷	۰٫۰۵۰	۰٫۰۳۳	۰٫۰۷۵	۰٫۰۷
Mn	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴
Mg	۰٫۸۴۰	۰٫۸۴۸	۰٫۷۷۸	۰٫۸۱۷	۰٫۸۹۵	۰٫۸۱۰	۰٫۷۸۶	۰٫۸۰۷	۰٫۷۹۲	۰٫۸۰۲	۰٫۷۹۳
Ca	۰٫۸۹۴	۰٫۷۷۵	۰٫۹۰۶	۰٫۸۳۹	۰٫۷۸۵	۰٫۸۵۲	۰٫۹۵۰	۰٫۸۹۷	۰٫۹۰۸	۰٫۹۱۵	۰٫۹۲۹
Na	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۴	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۶	۰٫۰۳۵	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲۶	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۶
K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
Ni	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰
Sum	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۳٫۹۹۹	۳٫۹۹۹	۳٫۹۹۹	۳٫۹۹۹
Mg#	۰٫۹۲۸	۰٫۸۶۷	۰٫۹۳۹	۰٫۸۷۰	۰٫۹۲۹	۰٫۸۹۸	۰٫۹۰۳	۰٫۸۹۴	۰٫۸۸۱	۰٫۹۲۶	۰٫۹۲۴
Fe#	۰٫۰۷۲	۰٫۱۳۳	۰٫۰۶۱	۰٫۱۳۰	۰٫۰۷۱	۰٫۱۰۲	۰٫۰۹۷	۰٫۱۰۶	۰٫۱۱۹	۰٫۰۷۴	۰٫۰۷۶
Cr#	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۸	۰٫۰۶۱	۰٫۰۹۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۸	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۵
Q	۱٫۸۲۷	۱٫۸۰۳	۱٫۷۸۶	۱٫۸۲۱	۱٫۷۹۶	۱٫۷۹۸	۱٫۸۴۸	۱٫۸۳۷	۱٫۸۴۶	۱٫۸۱۹	۱٫۸۲۲
J	۰٫۰۶۲	۰٫۰۷۲	۰٫۰۶۹	۰٫۰۶۳	۰٫۰۵۲	۰٫۰۶۹	۰٫۰۵۴	۰٫۰۵۷	۰٫۰۵۲	۰٫۰۶۱	۰٫۰۷۳
X_{Wo}	۴۷٫۰۵۵	۴۱٫۷۵۶	۴۸٫۳۵۰	۴۵٫۳۵۰	۴۱٫۱۹۲	۴۵٫۴۴۶	۴۹٫۷۹۵	۴۷٫۴۱۵	۴۸٫۱۸۲	۴۸٫۲۰۴	۴۸٫۹۷۳
X_{En}	۴۴٫۲۲۷	۴۵٫۶۲۷	۴۱٫۵۱۸	۴۴٫۱۳۱	۴۶٫۹۲۷	۴۳٫۲۰۵	۴۱٫۲۱۶	۴۲٫۶۴۶	۴۲٫۰۴۹	۴۲٫۲۷۶	۴۱٫۸۲۷
X_{Fs}	۸٫۷۱۸	۱۲٫۶۱۷	۱۰٫۱۳۲	۱۰٫۵۱۹	۸۸۱٫۱۱	۱۱٫۳۴۹	۸٫۹۸۹	۰٫۹۳۹	۹٫۷۶۸	۹٫۵۱۹	۹٫۲۰۰

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌های موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک

نمونه	۴۷	۵۶	۶۴	۶۵	۷۰	۷۷	۸۸	۹۰	۹۵	۱۲۹-۳	۱۲۹-۵
کانی	اکتینولیت	اکتینولیت	اکتینولیت	اکتینولیت	اکتینولیت	اکتینولیت	اکتینولیت	ترمولیت	اکتینولیت	اکتینولیت-هورنبلند	اکتینولیت هورنبلند
SiO_2	۵۶٫۷۷۰	۵۵٫۸۰۴	۵۴٫۳۲۱	۵۷٫۶۰۶	۵۶٫۲۴۵	۵۳٫۵۸۵	۵۷٫۳۳۵	۵۷٫۵۴۹	۵۷٫۰۸۱	۵۰٫۱۸۰	۵۰٫۸۷۶
TiO_2	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۴۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۲	۰٫۰۵۷	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۲۳	۰٫۵۷۲	۰٫۷۰۱
Al_2O_3	۰٫۳۷۰	۰٫۸۷۹	۲٫۶۵۸	۰٫۸۹۸	۱٫۲۲۲	۲٫۹۰۰	۰٫۱۱۹	۰٫۰۷۰	۰٫۱۰۳	۶٫۴۳۵	۶٫۲۸۲
Cr_2O_3	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۱۵۷	۰٫۱۵۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۴۳
FeO*	۸٫۱۷۰	۸٫۴۰۹	۱۰٫۵۶۱	۷٫۳۸۱	۶٫۹۸۹	۱۳٫۰۳۶	۶٫۳۰۱	۴٫۴۰۷	۶٫۱۲۳	۱۲٫۷۲۳	۱۱٫۲۰۱
MnO	۰٫۲۲۵	۰٫۱۷۷	۰٫۲۱۶	۰٫۲۳۳	۰٫۱۷۳	۰٫۲۶۳	۰٫۱۴۹	۰٫۲۶۹	۰٫۱۳۶	۰٫۳۱۴	۰٫۲۷۷
MgO	۱۸٫۹۴۳	۱۸٫۲۲۱	۱۶٫۷۷۱	۱۹٫۳۴۳	۱۹٫۵۳۳	۱۴٫۸۳۷	۲۰٫۴۹۴	۲۱٫۶۹۱	۲۰٫۳۹۳	۱۴٫۰۴۱	۱۴٫۷۵۸
CaO	۱۲٫۲۱۰	۱۱٫۲۹۶	۱۳٫۰۰۶	۱۲٫۲۶۰	۱۲٫۵۶۹	۱۲٫۶۳۲	۱۲٫۰۳۵	۱۲٫۴۶۳	۱۲٫۳۲۵	۱۲٫۹۵۳	۱۲٫۸۶۶
Na_2O	۰٫۷۰۷	۱٫۲۲۴	۰٫۵۰۸	۰٫۷۳۰	۰٫۶۰۴	۰٫۵۸۷	۰٫۸۴۲	۰٫۶۴۱	۰٫۶۶۶	۰٫۹۲۲	۰٫۸۵۹
K_2O	۰٫۰۶۶	۰٫۰۸۲	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۹	۰٫۰۲۹	۰٫۰۵۴	۰٫۰۴۴	۰٫۰۸۱	۰٫۰۴۱	۰٫۱۴۰	۰٫۱۴۸
NiO	۰٫۰۷۰	۰٫۰۵۹	۰٫۰۲۷	۰٫۰۴۲	۰٫۰۸۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۵	۰٫۰۶۹	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱۸
Total	۹۷٫۵۳۱	۹۶٫۱۵۱	۹۸٫۱۶۰	۹۸٫۵۶۴	۹۷٫۴۶۴	۹۷٫۹۶۰	۹۷٫۵۰۱	۹۷٫۳۶۴	۹۶٫۹۶۰	۹۸٫۲۸۵	۹۸٫۰۲۹
محاسبه فرمول ساختمانی بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن											
Si	۷٫۹۹۴	۷٫۹۷۷	۷٫۷۱۷	۷٫۹۸۴	۷٫۸۹۱	۷٫۷۱۴	۸٫۰۰۳	۷٫۹۸۷	۸٫۰۰۷	۷٫۲۴۵	۷٫۳۰۰
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۶۲	۰٫۰۷۶
Al	۰٫۰۶۱	۰٫۱۴۸	۰٫۴۴۵	۰٫۱۴۷	۰٫۲۰۲	۰٫۴۹۲	۰٫۰۲۰	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۷	۱٫۰۹۵	۱٫۰۶۲
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۵
Fe^{2+}	۰٫۹۶۲	۱٫۰۰۵	۱٫۲۵۵	۰٫۸۵۵	۰٫۸۲۰	۱٫۵۶۹	۰٫۷۳۵	۰٫۵۱۱	۰٫۷۱۸	۱٫۵۳۶	۱٫۳۴۴
Fe^{3+}	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Mn	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۸	۰٫۰۳۲	۰٫۰۱۶	۰٫۰۳۸	۰٫۰۳۴
Mg	۳٫۹۷۷	۳٫۸۸۳	۳٫۵۵۲	۳٫۹۹۷	۴٫۰۸۶	۳٫۱۸۴	۴٫۲۶۵	۴٫۴۸۸	۴٫۲۶۵	۳٫۰۲۲	۳٫۱۵۷
Ca	۱٫۸۴۲	۱٫۷۳۰	۱٫۹۷۹	۱٫۸۲۰	۱٫۸۸۹	۱٫۹۴۸	۱٫۸۰۰	۱٫۸۵۳	۱٫۸۲۵	۲٫۰۰۴	۱٫۹۷۸
Na	۰٫۱۹۳	۰٫۳۳۹	۰٫۱۴۰	۰٫۱۹۶	۰٫۱۶۴	۰٫۱۶۴	۰٫۲۲۸	۰٫۱۷۲	۰٫۱۸۱	۰٫۲۵۸	۰٫۲۳۹
K	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۷
Ni	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Sum	۱۵٫۰۷۳	۱۵٫۱۲۲	۱۵٫۱۲۹	۱۵٫۰۴۰	۱۵٫۰۸۵	۱۵٫۱۲۰	۱۵٫۰۹۵	۱۵٫۰۸۹	۱۵٫۰۷۱	۱۵٫۲۸۷	۱۵٫۲۲۲
Mg#	۰٫۸۱۰	۰٫۷۹۰	۰٫۷۴۰	۰٫۸۲۰	۰٫۸۳۰	۰٫۶۷۰	۰٫۸۸۰	۰٫۹۰۰	۰٫۸۶۰	۰٫۶۶۰	۰٫۷۰۰

جدول ۴ نتایج تجزیه نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلاز و بیوتیت موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک

نمونه	۳۷	۸۵	۱۲۹-۲	۱۲۹-۶	۱۲۹-۱۰	۱۳۳-۸	نمونه	۹۱	۹۹	۱۰۱
کانی	آلبیت	آلبیت	آلبیت	الیگوکلاز	آلبیت	آلبیت	کانی	فلوگوپیت	فلوگوپیت	فلوگوپیت
SiO_2	۶۸٫۴۷۱	۶۸٫۴۳۷	۶۷٫۰۰۷	۶۵٫۰۰۴	۶۶٫۳۸۹	۶۹٫۰۲۹	SiO_2	۳۵٫۹۴۴	۳۵٫۳۹۰	۳۵٫۲۴۲
TiO_2	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	TiO_2	۴٫۸۲۳	۵٫۵۹۸	۵٫۳۱۷
Al_2O_3	۱۹٫۶۹۷	۱۹٫۲۶۷	۲۰٫۴۳۹	۲۱٫۲۴۹	۲۰٫۸۹۸	۱۹٫۱۶۹	Al_2O_3	۱۴٫۰۰۷	۱۴٫۷۲۶	۱۴٫۲۱۲
Cr_2O_3	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱۰	Cr_2O_3	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲
FeO*	۰٫۰۴۸	۰٫۰۱۹	۰٫۰۳۷	۰٫۱۲۱	۰٫۱۵۰	۰٫۰۰۸	FeO*	۱۲٫۳۲۴	۱۱٫۱۲۷	۱۱٫۲۰۹
MnO	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۳۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۰	MnO	۰٫۲۴۹	۰٫۲۲۹	۰٫۲۰۱
MgO	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۱۳۴	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	MgO	۱۹٫۷۷۲	۲۰٫۰۶۰	۲۰٫۵۰۸
CaO	۰٫۰۴۰	۰٫۰۲۶	۱٫۴۲۳	۲٫۲۱۸	۲٫۰۳۱	۰٫۰۶۸	CaO	۰٫۰۱۴	۰٫۰۶۲	۰٫۰۳۱
Na_2O	۱۱٫۴۲۹	۱۱٫۲۴۳	۱۰٫۶۳۸	۱۰٫۰۲۶	۱۰٫۳۹۰	۱۱٫۵۵۳	Na_2O	۰٫۰۴۶	۰٫۰۰۹	۰٫۰۲۱
K_2O	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲۲	۰٫۰۶۹	۰٫۹۷۱	۰٫۰۵۱	۰٫۰۳۵	K_2O	۷٫۹۳۲	۷٫۸۴۸	۷٫۶۳۱
NiO	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	NiO	۰٫۰۵۲	۰٫۰۴۱	۰٫۰۵۱
Total	۹۹٫۷۲۶	۹۹٫۰۱۹	۹۹٫۶۴۴	۹۹٫۷۵۳	۹۹٫۹۲۸	۹۹٫۸۷۳	Total	۹۵٫۱۶۳	۹۵٫۰۸۹	۹۴٫۴۲۴
محاسبه فرمول ساختمانی بر اساس ۸ اتم اکسیژن							۱۱ اتم اکسیژن			
Si	۲٫۹۹۴	۳٫۰۱۰	۲٫۹۴۴	۲٫۸۷۹	۲٫۹۱۶	۳٫۰۱۳	Si	۲٫۶۱۸	۲٫۵۷۰	۲٫۵۶۶
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Ti	۰٫۲۶۴	۰٫۳۰۶	۰٫۲۹۱
Al	۱٫۰۱۴	۰٫۹۹۸	۱٫۰۵۷	۱٫۱۰۸	۱٫۰۸۱	۰٫۹۸۶	Al	۱٫۳۸۲	۱٫۴۳۰	۱٫۴۳۴
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe^{2+}	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Fe^{2+}	۰٫۴۶۲	۰٫۶۸۴	۰٫۳۳۱
Fe^{3+}	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۰	Fe^{3+}	۰٫۰۳۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۶۶
Mn	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	Mn	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۲
Mg	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Mg	۲٫۱۴۶	۲٫۱۷۱	۲٫۲۲۵
Ca	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۶۷	۰٫۱۰۵	۰٫۰۹۶	۰٫۰۰۳	Ca	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲
Na	۰٫۹۶۹	۰٫۹۵۹	۰٫۹۰۶	۰٫۸۶۱	۰٫۸۸۵	۰٫۹۷۸	Na	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳
K	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۵۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	K	۰٫۷۳۷	۰٫۷۲۷	۰٫۷۰۹
Ni	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Ni	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳
Sum	۴٫۹۸۳	۴٫۹۷۰	۴٫۹۸۰	۵٫۰۲۲	۴٫۹۸۸	۴٫۹۸۱	Sum	۳٫۴۸۹	۳٫۷۴۱	۳٫۴۲۹
X_{Ab}	۹۹٫۶۰۰	۹۹٫۸۰۰	۹۲٫۷۰۰	۸۴٫۳۰۰	۸۹٫۹۰۰	۹۹٫۶۰۰	Mg#	۰٫۸۲۳	۰٫۷۶۱	۰٫۸۷۰
X_{An}	۰٫۲۰۰	۰٫۱۰۰	۶٫۹۰۰	۱۰٫۳۰۰	۹٫۸۰۰	۰٫۳۰۰	Fe#	۰٫۱۷۷	۰٫۲۳۹	۰٫۱۳۰
X_{Or}	۰٫۲۰۰	۰٫۱۰۰	۰٫۴۰۰	۵٫۴۰۰	۰٫۳۰۰	۰٫۱۰۰				

نتایج تجزیه نقطه‌ای کلریت و کلسیت در جدول ۵ و نتایج مربوط به اپیدوت، گارنت و اسفن در جدول ۶ آورده شده است.

نمودار بهنجارشده کندریت عناصر خاکی نادر یک کلینوپیروکسن (دیوپسید) و آمفیبول برآمده از آن (اکتینولیت) در شکل ۵ الف ارائه شده است [۳۴]. مقدار عناصر خاکی نادر (REE) اکتینولیت کمتر از دیوپسید است. اکتینولیت دارای ناهنجاری مثبت Eu است.

در شکل ۵ ب نمودار بهنجار شده عناصر فرعی نسبت به گوشته اولیه [۳۵] دیده می‌شود. اکتینولیت ناهنجاری مثبت عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) Pb, U, Eu نشان داده

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]

و دارای ناهنجاری منفی Th, Nb, Ti و Zr است. ناهنجاری مثبت Pb ارتباط گابروهای دگرنهاد شده را با محیط فرورانش نشان می‌دهد و ناهنجاری منفی Ti, Nb, Ta نشانگر آلایش با سیال‌های اضافه شده از تختال فرورونده است. ناهنجاری منفی Ti, Nb, Ta ویژه محیط زمین‌ساختی قوس آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش است [۳۶].

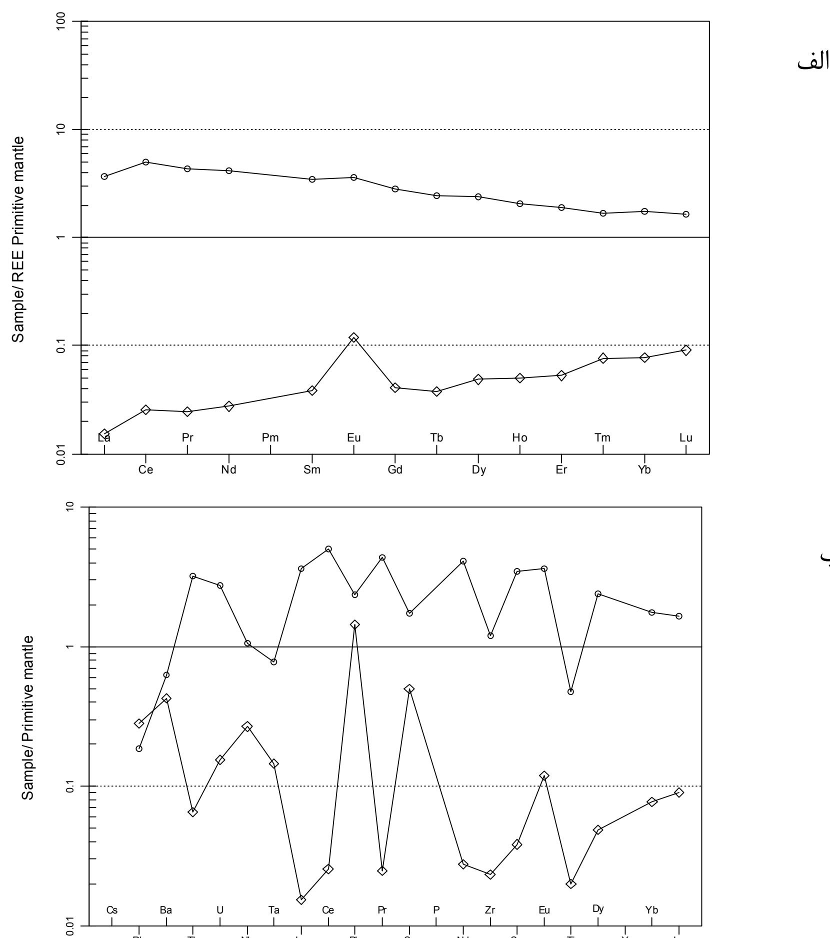
جدول ۵ نتایج تجزیه نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری کلریت و کلسیت موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک

نمونه	۳۱	۳۵	۴۳	۵۵	۷۳	۸۷	نمونه	۴۶	۳۶
کانی	پیکنوکلریت	پیکنوکلریت	پیکنوکلریت	پیکنوکلریت	پیکنوکلریت	پیکنوکلریت	کانی	کلسیت	کلسیت
SiO_2	۲۸/۶۸۸	۲۸/۸۲۳	۲۸/۲۹۵	۲۹/۵۷۵	۲۸/۵۶۲	۲۹/۱۳۲	SiO_2	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
TiO_2	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۲۴	TiO_2	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Al_2O_3	۱۸/۳۶۰	۱۸/۹۰۸	۲۰/۰۳۲	۱۹/۵۱۳	۲۰/۰۳۹	۱۹/۶۴۷	Al_2O_3	۰/۰۰۱	۰/۰۲۹
Cr_2O_3	۰/۰۴۳	۰/۰۲۲	۰/۰۵۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۹۳	Cr_2O_3	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
FeO*	۲۰/۰۹۰	۱۸/۳۷۴	۱۳/۸۱۵	۱۳/۱۵۶	۱۴/۲۸۰	۱۴/۱۷۳	FeO*	۰/۱۱۶	۰/۰۷۸
MnO	۰/۲۹۸	۰/۲۳۰	۰/۱۹۴	۰/۱۷۴	۰/۲۲۷	۰/۱۹۸	MnO	۰/۱۵۲	۰/۰۰۷
MgO	۲۰/۵۰۹	۲۱/۶۳۸	۲۴/۴۸۰	۲۴/۳۶۹	۲۳/۸۹۵	۲۴/۱۷۷	MgO	۰/۱۶۳	۰/۰۵۴
CaO	۰/۰۱۳	۰/۰۳۴	۰/۰۱۸	۰/۰۷۹	۰/۰۱۵	۰/۱۱۳	CaO	۵۴/۷۰۵	۵۴/۶۷۸
Na_2O	۰/۰۰۰	۰/۰۱۲	۰/۰۰۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	Na_2O	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
K_2O	۰/۰۰۴	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴	۰/۰۱۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	K_2O	۰/۰۰۰	۰/۰۷۸
NiO	۰/۰۳۵	۰/۰۲۵	۰/۱۲۲	۰/۰۲۸	۰/۱۷۰	۰/۱۳۵	NiO	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
Total	۸۸/۰۴۰	۸۸/۰۷۳	۸۷/۰۱۹	۸۷/۰۰۹	۸۷/۱۸۹	۸۷/۶۹۲	Total	۵۵/۱۳۷	۵۴/۸۴۷
محاسبه فرمول ساختمانی بر اساس ۲۸ اتم اکسیژن							۳ اتم اکسیژن		
Si	۴/۱۷۱	۴/۱۴۷	۴/۰۳۰	۴/۱۷۱	۴/۰۸۳	۴/۱۱۹	Si	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Ti	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	Ti	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Al	۳/۱۴۴	۳/۲۰۴	۳/۳۶۰	۳/۲۴۱	۳/۳۰۱	۳/۲۷۲	Al	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰
Cr	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۶	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۰	Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe^{2+}	۲/۴۴۳	۲/۲۱۱	۱/۶۴۶	۱/۶۳۰	۱/۷۰۶	۱/۶۷۶	Fe^{2+}	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵
Fe^{3+}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	Fe^{3+}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mn	۰/۰۳۷	۰/۰۲۸	۰/۰۲۳	۰/۰۲۱	۰/۰۲۶	۰/۰۲۴	Mn	۰/۰۰۰	۰/۰۰۷
Mg	۴/۴۴۵	۴/۶۴۱	۵/۱۹۸	۵/۱۲۴	۵/۱۲۰	۵/۰۹۶	Mg	۰/۰۰۴	۰/۰۱۲
Ca	۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۱۲	۰/۰۰۳	۰/۰۱۷	Ca	۲/۹۹۰	۲/۹۷۶
Na	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	Na	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
K	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Ni	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۰	۰/۰۰۰	۰/۰۲۰	۰/۰۲۰	Ni	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Sum	۱۴/۲۴۸	۱۴/۲۴۲	۱۴/۲۷۹	۱۴/۲۰۱	۱۴/۲۶۳	۱۴/۲۳۷	Sum	۲/۹۹۹	۳/۰۰۰
Fe#	۰/۳۵۰	۰/۳۲۰	۰/۲۴۰	۰/۲۴۰	۰/۲۵۰	۰/۲۵۰			
Mg#	۰/۶۵۰	۰/۶۸۰	۰/۷۶۰	۰/۷۶۰	۰/۷۵۰	۰/۷۵۰			

جدول ۶ نتایج تجزیه نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری اپیدوت، گارنت و اسفن موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک

نمونه	۲۰	۳۴	۶۰	۶۶	۷۲	۷۸	نمونه	۱۲۹-۸	۱۲۹-۹	نمونه	۱۸	۲۵
کانی	اپیدوت	اپیدوت	اپیدوت	اپیدوت	اپیدوت	اپیدوت	کانی	گارنت	گارنت	کانی	اسفن	اسفن
SiO_2	۳۷٫۹۲۷	۳۸٫۰۸۲	۳۸٫۷۲۵	۳۷٫۹۲۸	۳۸٫۳۸۲	۳۸٫۲۸۳	SiO_2	۳۸٫۴۴۱	۳۷٫۹۳۳	SiO_2	۳۰٫۷۱۱	۳۰٫۵۶۲
TiO_2	۰٫۰۳۶	۰٫۰۱۴	۰٫۳۲۳	۰٫۰۸۴	۰٫۱۲۳	۰٫۰۲۱	TiO_2	۰٫۲۹۷	۰٫۰۶۰	TiO_2	۳۹٫۶۷۳	۳۸٫۳۳۶
Al_2O_3	۲۵٫۷۸۳	۲۵٫۸۶۶	۲۵٫۷۴۲	۲۵٫۴۶۲	۲۵٫۸۵۸	۲۵٫۸۳۸	Al_2O_3	۲۲٫۴۶۰	۲۲٫۶۸۷	Al_2O_3	۰٫۸۸۰	۱٫۵۵۵
Cr_2O_3	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Cr_2O_3	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Cr_2O_3	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۹
FeO*	۸٫۹۶۴	۹٫۲۶۵	۹٫۱۳۰	۸٫۹۱۳	۸٫۶۱۷	۹٫۲۴۴	FeO*	۱۲٫۶۲۲	۱۲٫۵۲۱	FeO*	۰٫۱۷۹	۰٫۳۲۵
MnO	۰٫۰۴۶	۰٫۱۰۱	۰٫۰۶۵	۰٫۰۵۰	۰٫۰۴۳	۰٫۰۹۷	MnO	۰٫۰۵۴	۰٫۲۴۶	MnO	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۱
MgO	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۲	۰٫۰۳۸	۰٫۰۲۹	۰٫۰۰۱	۰٫۰۱۱	MgO	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۷	MgO	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۰
CaO	۲۳٫۸۳۹	۲۳٫۸۵۲	۲۳٫۷۹۰	۲۳٫۸۵۶	۲۳٫۷۹۳	۲۴٫۰۱۰	CaO	۲۵٫۳۵۴	۲۴٫۸۵۵	CaO	۲۹٫۲۳۷	۲۹٫۱۲۹
Na_2O	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۲۰	Na_2O	۰٫۰۱۴	۰٫۰۳۹	Na_2O	۰٫۰۴۶	۰٫۰۰۴
K_2O	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۶	K_2O	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۲	K_2O	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
NiO	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	NiO	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	NiO	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۰
Total	۹۶٫۶۲۰	۹۷٫۲۰۵	۹۷٫۸۲۵	۹۶٫۳۲۲	۹۶٫۸۲۲	۹۷٫۵۳۰	Total	۹۹٫۲۸۳	۹۸٫۳۸۰	Total	۱۰۰٫۷۴۷	۹۹٫۹۶۷
محاسبه فرمول ساختمانی بر اساس ۱۲٫۵ اتم اکسیژن							۱۲ اتم اکسیژن			۵ اتم اکسیژن		
Si	۳٫۰۱۵	۳٫۰۱۲	۳٫۰۳۷	۳٫۰۲۵	۳٫۰۳۸	۳٫۰۱۸	Si	۲٫۹۸۷	۲٫۹۷۲	Si	۰٫۹۹۶	۰٫۹۹۸
Ti	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۱۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۱	Ti	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۴	Ti	۰٫۹۶۸	۰٫۹۴۲
Al	۲٫۴۱۴	۲٫۴۰۹	۲٫۳۷۸	۲٫۳۹۲	۲٫۴۱۰	۲٫۳۹۹	Al	۲٫۰۵۵	۲٫۰۹۳	Al	۰٫۰۳۴	۰٫۰۶۰
$^{+}Fe^{3}$	۰٫۵۴۰	۰٫۵۵۰	۰٫۵۴۰	۰٫۵۳۰	۰٫۵۱۰	۰٫۵۵۰	Fe^{2+}	۰٫۸۲۰	۰٫۸۲۰	Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Mn	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱۶	Fe^{2+}	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۹
Mn	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	Mg	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	Fe^{3+}	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Mg	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	Ca	۲٫۱۱۱	۲٫۰۸۶	Mn	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Ca	۲٫۰۳۱	۲٫۰۲۱	۱٫۹۹۹	۲٫۰۳۹	۲٫۰۱۸	۲٫۰۲۸	Na	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۶	Mg	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Na	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	K	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	Ca	۱٫۰۱۶	۱٫۰۱۹
K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	Sum	۸٫۰۰۱	۸٫۰۰۲	Na	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰
Ni	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰				K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Sum	۸٫۰۰۸	۸٫۰۰۳	۷٫۹۸۲	۷٫۹۹۷	۷٫۹۸۶	۸٫۰۰۷				Ni	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
										Sum	۳٫۰۲۲	۳٫۰۳۰

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]



شکل ۵ الف) نمودار بهنجارشده عناصر خاکی نادر نسبت به گوشته اولیه یک کلینوپیروکسن (دیوپسید) و آمفیبول (اکتینولیت) برآمده از آن [۳۵] ب) نمودار بهنجارشده عناصر فرعی نسبت به گوشته اولیه [۳۵] (دایره= کلینوپیروکسن و لوزی= آمفیبول).

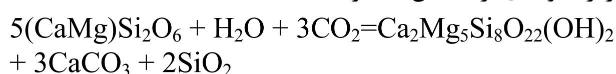
شیمی سنگ کل

علاوه بر گابروهایی که در توالی افیولیتی انارک [۲۵] وجود دارند، گابروهای دیگری نیز به صورت استوک و دایک به درون پریدوتیت‌های سرپانتینی شده گوشته وارد شده و دچار دگرنهادی شده‌اند. ۳ نمونه از گابروهای دگرنهاد شده با یک نمونه گابروی سالم [۲۵] در جدول ۷ مقایسه شده است. بررسی نتایج حاصل از تجزیه‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که در اثر دگرنهادی، مقدار اکسیدهای SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3 و عناصر Sc, V کاهش و مقدار اکسیدهای CaO, MgO، عناصر خاکی نادر و Co افزایش یافته است. گابروهای دگرنهاد شده در نمودار بهنجارشده نسبت به کندریت [۳۵]، ناهنجاری مثبت Eu نشان می‌دهند (شکل ۶). مقدار عناصر خاکی نادر سبک (LREE) این سنگ‌ها بیشتر از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است.

بحث و بررسی

نفوذ آب دریا به اعماق پوسته اقیانوسی باعث ایجاد یک چرخه گرمابی می‌شود. این سیال‌ها می‌توانند تا اعماق پوسته زیرین و حتی گوشته بالایی نفوذ کرده و دگرنهادی دمای بالا را در گابروهای در حال تبلور ایجاد نمایند. در این نوع دگرنهادی، کانی‌های دگرنهاده در دماهای به نسبت بالا تشکیل شده‌اند.

مقایسه گابروهای دگرنهاد شده با گابروهای سالم افیولیت انارک نشان می‌دهد که Ca در توده‌های دگرنهاد شده افزایش و Si کاهش یافته است. افزایش Ca موجب تبلور کانی‌های کلسیم‌دار مانند اکتینولیت، اپیدوت، گروسولار، پرهنیت و کلسیت شده است. تبدیل دیوپسید به ترمولیت برپایه فرمول زیر نمونه‌ای از کاهش مقدار Si است:



$$5(CaMg)Si_2O_6 + H_2O + 3CO_2 = Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 3CaCO_3 + 2SiO_2$$

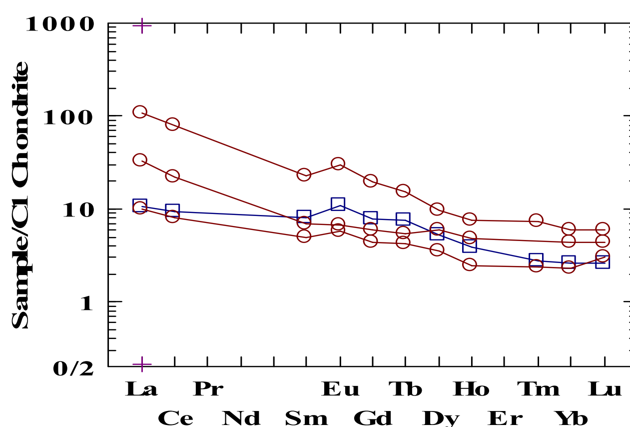
[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]

وفور کانی‌های کلسیم‌دار، وجود رگه‌های فراوان کلسیت و ناهنجاری مثبت گابروهای دگرنهاد شده نشان‌دهنده نفوذ آب دریا به درون این گابروهاست [۳۷].

جدول ۷ نتایج تجزیه سه نمونه از گابروهای دگرنهاد شده و یک نمونه از گابروهای سالم افیولیت انارک

نمونه	۶۸	۷۳	۷۵	۱۳۳
سنگ	گابروی متاسوماتیز شده	گابروی متاسوماتیز شده	گابروی متاسوماتیز شده	گابرو
SiO_2	۴۴٫۳۴۰	۳۵٫۴۲۰	۴۲٫۳۹۰	۴۷٫۸۹۰
TiO_2	۰٫۷۰۰	۰٫۴۰۰	۰٫۱۷۰	۰٫۷۳۰
Al_2O_3	۹٫۶۶۰	۱۵٫۹۷۰	۱۳٫۵۹۰	۱۶٫۲۷۰
Fe_2O_3*	۴٫۱۶۰	۳٫۲۹۰	۴٫۲۹۰	۴٫۴۶۰
MnO	۰٫۱۰۰	۰٫۰۹۰	۰٫۰۹۰	۰٫۱۰۰
MgO	۷٫۶۹۰	۱۰٫۰۵۰	۱۲٫۱۵۰	۶٫۳۵۰
CaO	۳۱٫۳۸۰	۳۰٫۴۶۰	۲۳٫۰۹۰	۱۷٫۲۱۰
Na_2O	۰٫۰۳۰	۰٫۰۲۰	۰٫۱۹۰	۱٫۳۱۰
K_2O	۰٫۰۲۰	۰٫۰۲۰	۰٫۰۵۰	۱٫۳۰۰
LOI	۱٫۹۱۰	۴٫۲۸۰	۴٫۰۰۰	۴٫۳۰۰
Total	۹۹٫۹۹۰	۱۰۰٫۰۰۰	۱۰۰٫۰۱۰	۹۹٫۹۲۰
Cr	۴۹٫۰۰۰	۱۱۰٫۰۰۰	۲۵۴٫۰۰۰	۵۰۷٫۰۰۰
Ni	۸۰٫۰۰۰	۳۰۴٫۰۰۰	۶۰٫۰۰۰	<۷۵٫۰۰۰
Co	۳۵٫۰۰۰	۴۰٫۰۰۰	۴۷٫۰۰۰	۲۵٫۰۰۰
Sc	۱۰٫۱۹۰	۱۴٫۸۱۰	۲۵٫۱۸۰	۵۵٫۵۱۰
V	۸۱٫۰۰۰	۹۳٫۰۰۰	۹۱٫۰۰۰	۱۶۲٫۰۰۰
Zn	۴۸٫۰۰۰	<۲۵٫۰۰۰	۱۶٫۰۰۰	۶۵٫۰۰۰
Cd	۳٫۵۹۰	<۱٫۰۰۰	<۲٫۰۰۰	<۱٫۰۰۰
As	۰٫۴۵۰	<۰٫۳۰۰	<۰٫۶۰۰	<۰٫۶۰۰
Ag	۰٫۷۸۰	<۱٫۰۰۰	<۲٫۰۰۰	<۱٫۰۰۰
Ir	<۴٫۰۰۰	<۴٫۰۰۰	<۴٫۰۰۰	<۷٫۰۰۰
Au	<۶٫۰۰۰	<۵٫۰۰۰	<۷٫۰۰۰	<۹٫۰۰۰
Ga	<۲٫۰۰۰	۳٫۶۲۰	۷٫۰۰۰	۱۲٫۰۰۰
Ta	۱٫۲۷۰	<۰٫۳۵۰	<۰٫۳۰۰	<۰٫۲۵۰
Hf	۱٫۲۸۰	۰٫۴۲۰	<۰٫۳۵۰	۰٫۶۹۰
Zr	<۵۵٫۰۰۰	<۶۰٫۰۰۰	<۶۰٫۰۰۰	<۸۰٫۰۰۰
Th	۲٫۱۹۰	۰٫۴۳۰	<۰٫۲۵۰	<۰٫۲۳۰
U	۰٫۲۸۰	<۰٫۱۵۰	<۰٫۲۰۰	<۰٫۳۰۰
La	۲۵٫۲۰۰	۷٫۸۵۰	۲٫۴۰۰	۲٫۵۲۰
Ce	۴۹٫۱۳۰	۱۳٫۴۱۰	۴٫۹۶۰	۵٫۷۰۰
Sm	۳٫۵۲۰	۱٫۰۷۰	۰٫۷۶۰	۱٫۲۵۰
Eu	۱٫۷۱۰	۰٫۳۹۰	۰٫۳۳۰	۰٫۶۳۰
Gd	۳٫۹۸۰	۱٫۲۲۰	۰٫۹۰۰	۱٫۶۱۰
Tb	۰٫۵۸۰	۰٫۲۰۰	۰٫۱۶۰	۰٫۲۸۰
Dy	۲٫۴۸۰	۱٫۵۳۰	۰٫۹۱۰	۱٫۳۳۰
Ho	۰٫۴۳۰	۰٫۲۷۰	۰٫۱۴۰	۰٫۲۲۰
Tm	۰٫۱۹۰	۰٫۱۲۰	۰٫۰۶۰	<۰٫۰۷۰
Yb	۱٫۰۰۰	۰٫۷۴۰	۰٫۳۹۰	۰٫۴۴۰
Lu	۰٫۱۵۰	۰٫۱۱۰	۰٫۰۷۰	۰٫۰۷۰
یکای اکسیدهای اصلی درصد وزنی (wt%) و یکای عناصر فرعی ppm است.				

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]



شکل ۶ نمودار بهنجارشده سه نمونه از گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک (دایره) و یک نمونه از گابروهای توالی افیولیتی انارک (مربع) نسبت به کندریت. مقادیر عناصر کندریت برگرفته از مرجع [۳۵] است.

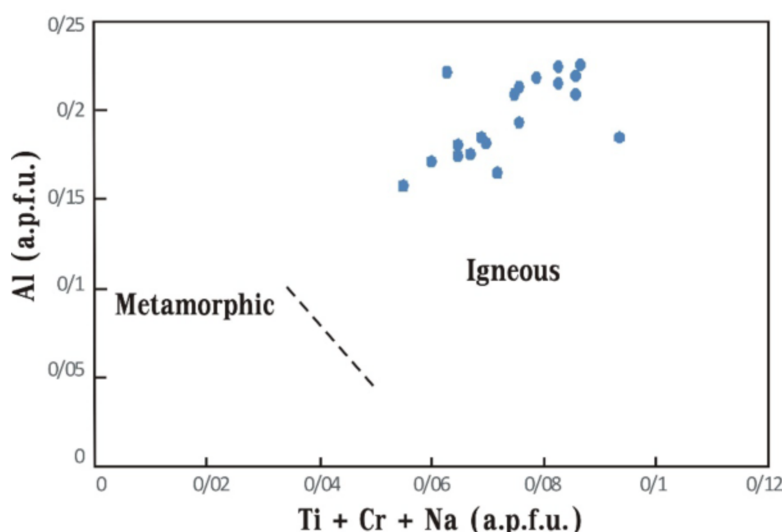
در نمودار تعیین خاستگاه کلینوپیروکسن‌ها [۳۸]، کلینوپیروکسن‌های گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک اولیه و آذرین بوده و پیامد دگرنهادی نیستند (شکل ۷).

جهت برآورد دما و فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌ها از روش ترسیمی ارائه شده در مرجع [۳۹] که در آن دو مولفه X_{PT} و Y_{PT} بصورت زیر محاسبه می‌شود، استفاده گردید:

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^* - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

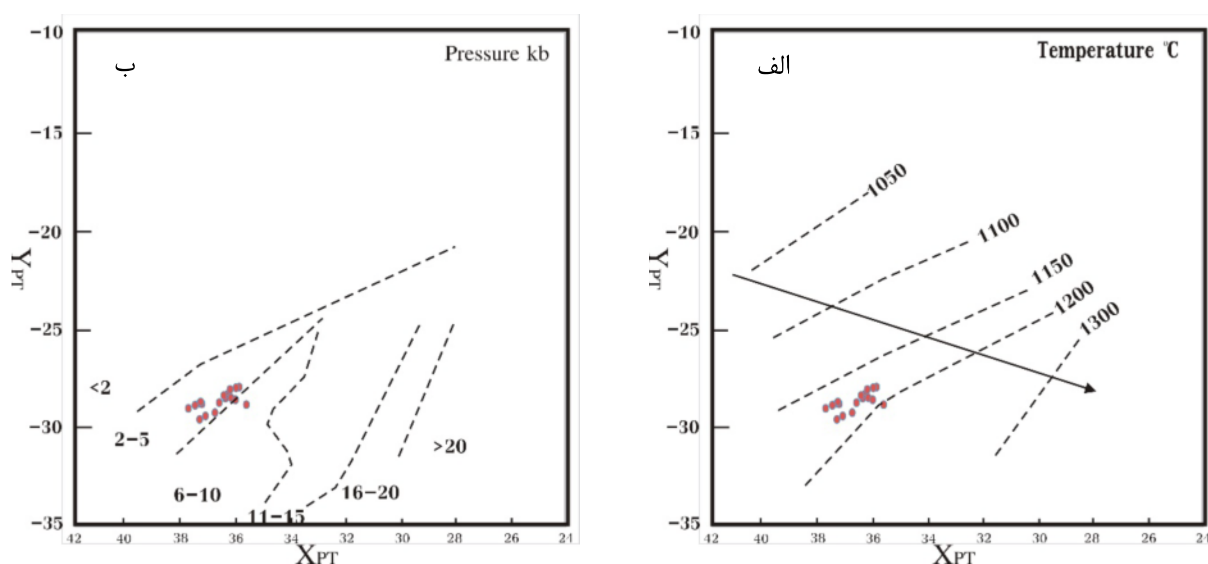
$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^* + 0.235MnO - 0.516MgO -0.167CaO - 0.153Na_2O$$

دماسنجی و فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی با استفاده از این روش گستره دمایی ۱۱۵۰-۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و گستره فشار ۲-۵ کیلوبار را مشخص کرد (شکل ۸). براساس نمودار هم‌دمای زمین‌دماسنجی تیتانیم در بیوتیت، دمای بیوتیت ۷۵۰ درجه سانتیگراد تعیین شد. دمای تشکیل هورنبلند اکتینولیتی ۶۰۰ درجه سانتیگراد و دمای تشکیل اکتینولیت ۴۵۰ درجه سانتیگراد برآورد شد. پنینیت در دمای ۳۶۰ درجه سانتیگراد و پیکنوکلریت در دمای ۴۸۰ تا ۵۴۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده است [۴۰]. کلریت‌ها ثانویه هستند و می‌توانند از تأثیر محلول‌های گرمابی بر پلاژیوکلاز، دیوپسید و یا گروسولار تشکیل شوند.



شکل ۷ نمودار Al نسبت به Ti+Cr+Na برای تعیین خاستگاه کلینوپیروکسن [۳۸]. کلینوپیروکسن‌های گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک همه در گستره آذرین قرار دارند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]

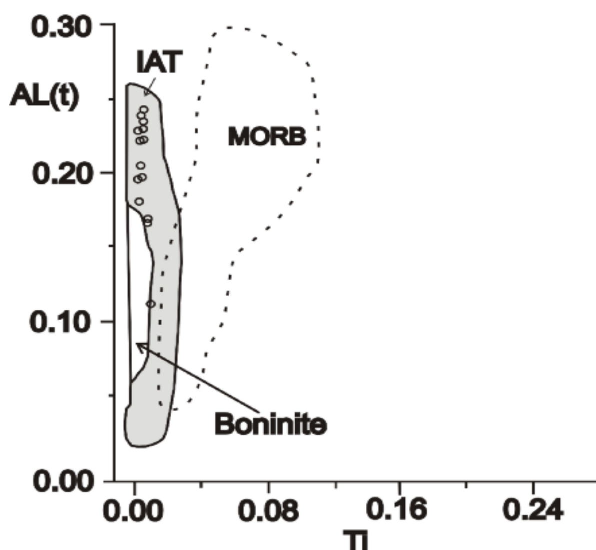


شکل ۸ دماسنجی و فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک با استفاده از روش ارائه شده در مرجع [۳۹] الف) در نمودار دماسنجی کلینوپیروکسن‌ها در گستره دمای ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد قرار می‌گیرند. ب) کلینوپیروکسن‌ها در نمودار فشارسنجی در گستره فشار ۲ تا ۵ کیلوبار قرار می‌گیرند.

$$4(NaSi)_{0.5}(CaAl)_{0.5}AlSi_2O_8 + 15Mg^{2+} + 24H_2O = 3Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH) + SiO_2 + 2Na^+ + 2Ca^{2+} + 24H^+$$

مقدار زیادی از Ca^{2+} مورد نیاز کلسیم دگرنهادی از تبدیل دیوپسید به کانی‌های ثانویه به ویژه کلریت بدست می‌آید بطوریکه کلریت‌های برآمده از دیوپسید تقریباً فاقد CaO هستند (جدول ۱).

در شکل ۹ محیط زمین‌ساختی گابروهای دگرنهاد شده مورد بررسی براساس شیمی کانی کلینوپیروکسن ارایه شده است. محیط زمین‌ساختی از نوع IAT (تولئیت‌های جزایر قوسی) است [۴۱]. افیولیت‌های دیرینه‌زیستی ایران در ارتباط با بسته شدن پالئوتتیس در سیلورین تا دونین هستند [۴۲]. افیولیت انارک بخشی از همبافت گدار سیاه به سن دونین است [۴۲].



شکل ۹ محیط زمین‌ساختی گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک بر اساس شیمی کلینوپیروکسن [۴۱]. بازالت پشته میان اقیانوسی (MORB) تولئیت جزایر قوسی.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]

برداشت

شواهد صحرائی (رنگ روشن گابروهای دگرنهاد شده نسبت به پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت انارک)، شواهد میکروسکوپی (فراوانی کانی‌های کلسیم‌دار) و شواهد زمین‌شیمیائی کانی‌ها و سنگ کل (کاهش و افزایش برخی از اکسیدها و عناصر) نشان دهنده دگرنهادی کلسیمی در سنگ‌های مورد بررسی است. ماهیت ماگما تولئیتی بوده و LREE نسبت به HREE غنی شدگی نشان می‌دهد. ناهنجاری مثبت Eu نشان دهنده فعالیت زیاد یون Ca^{2+} است.

مقدار REE اکتینولیت کمتر از دیوپسید است که نشان دهنده تحرک کم عناصر خاکی نادر بوده و یا به عبارت دیگر سیال گرمابی قادر به حمل این عناصر نبوده است. این امر درستی نتایج تجزیه عناصر خاکی نادر سنگ کل را تأیید می‌کند. همچنین مقدار LREE در اکتینولیت کمتر از HREE بوده که نشانگر تحرک بیشتر HREE نسبت به LREE است. ناهنجاری مثبت Pb ارتباط گابروهای دگرنهاد شده را با محیط فرورانش را نشان می‌دهد و ناهنجاری منفی Ti, Nb, Ta نشانگر آلایش با سیال‌های اضافه شده از تختال فرورونده در محیط‌های زمین‌ساختی قوس آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش است.

با توجه به دما و فشار و همچنین نمودار تعیین خاستگاه کلینوپیروکسن، کلینوپیروکسن‌های گابروهای دگرنهاد شده اولیه و آذرین هستند. بیوتیت‌ها اولیه بوده ولی دستخوش با تبلور شده‌اند. پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلریت، اپیدوت و کلسیت کانی‌های برآمده از دگرنهادی هستند. دماسنجی کانی مشخص می‌کند که پدیده دگرنهادی از دماهای حدود ۷۵۰ درجه سانتیگراد برای بیوتیت آغاز و با دمای حدود ۶۰۰ درجه برای هورنبلند اکتینولیتی، کلریت (۵۴۰ تا ۳۶۰ درجه سانتیگراد)، اکتینولیت (۴۵۰ درجه سانتیگراد) ادامه یافته است. سن افیولیت انارک به عنوان بخشی از همبافت گدار سیاه، دونین است.

قدردانی

نتایج حاصل از این پژوهش بخشی از پایان نامه دکتری زمین شناسی گرایش سنگ‌شناسی در دانشگاه اصفهان است. نگارندگان این مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان به دلیل حمایت‌های مالی سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Ballard R.D., Francheteau J., Juteau T., Rangan C., NormarkW., *“East Pacific rise at 21° N: the volcanic, tectonic and hydrothermal processes of the central axis”,* Earth Planet Science Letter 55 (1) (1981) 1–10.

[2] Crane K., Aikman F., Foucher J.P., *“The distribution of geothermal fields along the East Pacific Rise from 13°10′ N to 8°20′ N: implications for deep seated origins”*, Marine Geophysical Researches 9 (3) (1988) 211–236.

[3] Python M., Ceuleneer G., Ishida Y., Barrat J.A., Arai S., *"Oman diopsidites: A new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centers",* Earth and Planetary Science Letters 255 (2007) 289–305.

[4] Alt J.C., Shank W.C., Jackson M.C., *"Cycling of sulfur in subduction zones: The geochemistry of sulfur in the Mariana Island Arc and back-arc trough",* Earth and Planetary Science Letters 118 (1993) 477-494.

[5] Arai S., Akizawa N., *"Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: New behavior of Cr and chromite",* American Mineralogist 99 (2014) 28–34.

[6] Akizawa N., Arai S., Tamura A., Uesugi J., Python M., *"Crustal diopsidites from the northern Oman ophiolite: Evidence for hydrothermal circulation through suboceanic Moho",* Journal of Mineralogical and Petrological Sciences 106 (2011) 261-266.

[7] Python M., Yoshikawa M., Shibata T., Arai S., *“Diopsidites and rodingites: serpentinisation and Ca-metasomatism in the Oman ophiolite mantle”* SpringerVerlag Berlin Heidelberg (2011) 401–435.

[8] Kawahata H., Nohara M., Ishizuka H., Hasebe S., Chiba H., *"Sr isotope geochemistry and hydrothermal alteration of the Oman ophiolite",* Journal of Geophysical Research 106 (2001) 11083–11099.

[9] Lanphere M.A., *"K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Samail ophiolite, Oman",* Journal of Geophysical Research 86 (1981) 2777-2782.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]

Proterozoic Anarak Ophiolite (NE of Isfahan province, Iran)", Iranian society of crystallography and mineralogy 13-2 (2005) 379-388.

[23] Bagheri S., Stampfli G.M., *"The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications",* Techtonophysics 451 (2008) 123-155.

[24] Torabi G., *"Late Permian post-ophiolitic trondhjemites from Central Iran: A mark of subduction role in growth of Paleozoic continental crust",* Island Arc 21 (2012) 215-229.

[25] Torabi G., *"Central Iran ophiolites",* Jahad-e-daneshgahi Isfahan (2013) 443p.

[26] Morishita T., Ishida Y., Arai S., *"Simultaneous determination of multiple trace element compositions in thin (<30 μm) layers of BCR-2G by 193 nm ArF excimer laser ablation-ICP-MS: implications for matrix effect and elemental fractionation on quantitative analysis",* Geochemical Journal (2005) 327–340.

[27] Morishita T., Ishida Y., Arai S., Shirasaka M., *"Determination of multiple trace element compositions in thin (<30 μm) layers of NIST SRM 614 and 616 using laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry",* Geostandards and Geoanalytical Research 29 (2005) 107–122.

[28] Droop G.T.R., *"A general equation for estimating* Fe^{3+} *concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria",* Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.

[29] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals",* American Mineralogist 95 (2010) 185–187.

[30] Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. Akoi K., Gottardi G., *"Nomenclature of pyroxenes",* Mineralogical Magazine 52 (1988) 535-555.

[31] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., *"Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association",* commission on new minerals and mineral names, The Canadian Mineralogist 35 (1997) 219-237.

[32] Spear J.A., *"Micas in igneous rocks",* In: Micas, Bailey, S.W., (ed); Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy, 13 (1984) 299-356.

[10] McCulloch M.T., Gregory R.T., Wasserburg G.J., Taylor H.P., *"Sm-Nd, Rb-Sr and* $^{18}O/^{16}O$ *isotopic systematics in an oceanic crustal section: evidence from the Samail ophiolite",* Journal of Geophysical Research 86 (1981) 2721-2735.

[11] Tsikouras B., Karipi S., Hatzipanagiotou K., *"Evolution of rodingites along stratigraphic depth in the Iti and Kallidromon ophiolites (Central Greece)"*, Lithos 175–176 (2013) 16–29.

[12] Hall A., Ahmed Z., *"Rare earth content and origin of rodingites"*, Chemie der Erde 43 (1984) 45–56.

[13] Hatzipanagiotou K., Tsikouras B., *"Rodingite formation from diorite in the Samothraki ophiolite, NE Aegean, Greece"*, Geological Journal 36 (2001) 93–110.

[14] Stahle A.F., *"Zur geologie von persian, geognostische beschreibung von nord-und zentral persian, Petermanns Geographische Mittheilungen Gotha",* Erganzungshefticke 122 (1897) 72p.

[15] Stahle A.F., *"Handbuch der regionalen Geologie",* Band 5, Heft 8, Heidelberg, Germany (1911) 1-46.

[16] Davoudzadeh M., Soffel H., Schmidt K., *"On the rotation of the central- east Iran microplate",* Neues Jahr buch fur Geologie und Palaontologie, Monatshefte 3 (1981) 180-192.

[17] Sharokovski M., Susov M., Krivyakin B., Morozov L., Kiristaev V., Romanko E., *"Geology of the Anarak area (Central Iran) ",* Geological Survey of Iran 19 (1984) 143p.

[18] Diefenbach W., Davoudzadeh K., Alavi-Tehrani M., Lensch G., *"Paleozoic Ophiolites of Iran, geology, geochemistry and geodynamic implication",* Ofioliti 11(3) (1986) 305-338.

[19] Bagheri S., *"Geology and Petrology study of north Anarak ophiolite rocks",* MSc thesis, department of geology, university of Isfahan (1993) 144p.

[20] Almasian M., *"Tectonics of the Anarak area (central Iran) ",* PhD thesis of Islamic Azad University, Iran, Science and Research Unit (1997) 164p.

[21] Torabi G., *"Petrology of ophiolites of Anarak area (central Iran, north east of Isfahan province)",* PhD thesis, Tarbiat Modares university (2004) 218p.

[22] Torabi G., Sabzehei M., Arai S., Shirasaka M., Ahmed H. A., *"Mineralogy of Marbles produced by metamorphism of Listvenites of Upper*

preserved Variscan oceanic marker", Journal of metamorphic Geology 23 (2005) 795–812.

[39] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations",* Journal of the Geological Society of Sweden 119 (1997) 55-60.

[40] Zhang Y., Muchez P., Hein U.F., *"Chlorite geo-thermometry and the temperature conditions at the Variscan thrust front in eastern Belgium",* Kluwer academic publication 76 (1997) 267–270.

[41] Beccaluva L., Maccciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator",* Chemistry. Geology 77 (1989) 165-182.

[42] Shafaii Moghadam H., Stern R.J., *"Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites",* Journal of Asian Earth Sciences 91 (2014) 19-38.

[33] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An Introduction to the Rock-Forming Minerals"* Longmans (1992) 528p.

[34] Hey M.H., *"Nomenclature of chlorites",* Mineralogical Magazine (1954) 277p.

[35] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes",* Geological Society of London, Special Publications 42 (1989) 313-345.

[36] Briqueu L., Bougault H., Louis J.J., *"Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones' petrogenetic implications",* Earth and Planetary Science Letters 68 (1984) 297-308.

[37] Torabi G., Arai S., Morishita T., Tamura A., *"Mantle Hornblendites of Naein Ophiolite (Central Iran): Evidence of Deep High Temperature Hydrothermal Metasomatism in an Upper Mantle Section",* Petrology 25 (2017) 114-137.

[38] Berger J., Femenias O., Mercier J.C.C., Demaiffe D., *"Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare*

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.437]